NOVENO CONGRESO GEOLOGICO ARGENTINO, S. C. BARILOCHE, 1984, ACTAS II: 147 - 162

# ESQUEMA DE LA EVOLUCION GEODINAMICA DE LA CUENCA NEUQUINA Y SUS IMPLICANCIAS PALEOGEOGRAFICAS.

*R.E. Digregorio*, C.A. Gulisano*, A.R. Gutiérrez Pleimling*, S.A. Minniti*,*

* Gerencia de Exploración - Yacimientos Petrolíferos Fiscales.

## RESUMEN

Considerando el emplazamiento y los elementos geotectónicos que la limitan, se analiza la evolución paleogeográfica de la cuenca Neuquina.

Sus límites por el noreste y sureste son de naturaleza cratónica, mientras que por el oeste está dado por una estructura de arco volcánico.

Durante la etapa de individualización, la misma presenta las características de una cuenca de intraarco.

Su evolución posterior tuvo lugar con el desplazamiento de la estructura de arco en distintos pulsos, quedando configurado un "mar marginal" sin desarrollo de cor - teza oceánica.

Cada pulso de apertura, marcado por la continentalización de la cuenca, limita intervalos con características paleogeográficas propias. Dentro de cada uno de estos períodos se reconoce que el relleno se produjo a través de una serie de secuencias deposicionales separadas por discordancias menores que indican cambios eustáticos relativos del nivel del mar, tal vez resultantes de pulsos de apertura de menor significación.

Cada borde de cuenca muestra un comportamiento particular expresado en el registro sedimentario.

En el sector sudoriental las secuencias deposicionales son de carácter progradante manifestando la gran capacidad de aporte del Macizo Nordpatagónico.

Secuencias equivalentes, asociadas al borde noreste, muestran una sucesión transgresiva o con un remate progradante de poco desarrollo.

Las series occidentales aflorantes principalmente en territorio chileno y en algunos sectores de la vertiente oriental de la Cordillera de los Andes, sujetas a la influencia del arco volcánico, muestran una gran participación de vulcanitas y piro - clastitas.

## ABSTRACT

The paleogeographic evolution of the Neuquina basin is analized considering its ubication and the nature of the geotectonic elements that limited it.

The northeast and southeastern limits are cratonic type while the western margin is a volcanic arc.

During the period of individualization, it shows the characteristics of an intraarc basin.

Then, the evolution took place with the displacement of the volcanic structure in several pulses, conforming a "marginal sea" without oceanic crust development.

Each opening pulses, marked by the continentalization of the basin, indicates the beginning of a stage with distinctive paleogeographic characteristics.

In those stages, the sedimentary infill took place in a series of depositional sequences separated by less important discordances that indicate a relative change in the sea level, perhaps associated to minor opening pulses.

Each basin's margin shows a particular behaviour detectable in the sedimentary record. In the southern area the depositional sequences are of progradational character, showing the great capacity as source area of the Nordpatagónico massif.

Equivalent sequences, associated with the northeastern margin show a transgressive style or with a prograding top less important. The western deposits, outcroping principally in Chilean Territory and in some places of the eastern flank of the Andean Range, under the influence of the volcanic arc, show a great participation of volcanics and pyroclastic rocks.

## INTRODUCCION

El análisis de la distribución de facies, áreas de aporte y paleogeografía de la cuenca Neuquina, requiere la aclaración de ciertos aspectos concernientes al emplazamiento de la misma, el carácter de los elementos geotectónicos que la limitan y su evolución.

Para ello, y aprovechando fundamentalmente la información obtenida por la Comisión Geológica N°1 de YPF sintetizada en sendos trabajos estratigráficos sobre el Jurásico y el intervalo Tithoniano-Valanginiano, presentados en este Congreso (Gulisano et al., 1984a y b), se resumen los principales eventos geodinámicos que regularon la evolución de la cuenca y las modificaciones paleogeográficas que trajeron aparejadas.

## ANTECEDENTES

Desde el punto de vista de la teoría geosinclinal, Borello (1969) interpreta a la cuenca como ubicada en el geosinclinal que denominara "Mesoandino". Su extensión hacia el este, proyectándose desde el eje andino hasta el ámbito extra - andino ("engolfamiento") resultaría, según este autor, de la relación que, como basamento, guardan entre sí el macizo de Somún Cura y las sierras Pampeanas. De este modo, el eje del geosinclinal penetra las masas cratónicas, disponiéndose con una orientación aproximada NNO-SSE.

Además de esta particularidad, la cuenca carece totalmente de magmatismo ofiolítico, es decir, no existe una verdadera faja eugeosinclinal lo que obliga a considerarla como un geosinclinal "recesivo" o Leptogeosinclinal (Borrello, op.cit.)

Encuadrándose en este esquema, Aubouin y Borello (1966) sostienen que la sedimentación durante el Jurásico y Cretácico inferior tiene lugar en el período Liminar, el cual puede desglosarse en dos hemiciclos de relleno (Borello, op.cit.). En el inferior, correspondiente al ciclo "Jurásico" de Groeber (1946), el grueso de la sedimentación se produce en las fases de "vacuidad" (individualización de la cuenca) y "flysh" (subsidencia limitada), hasta la base de la F. Auquilco, unidad que preanunciaría la fase "molásica" en la que se depositan las sedimentitas que integran la Formación Tordillo, quedando completado de esta manera el hemiciclo inferior de relleno del geosinclinal Mesoandino.

En el superior ocurre otro tanto con el "Mendociano" de Groeber (op.cit.) hasta la molasización "Huitriniano-Diamantiana".

# LIMITES DE LA CUENCA

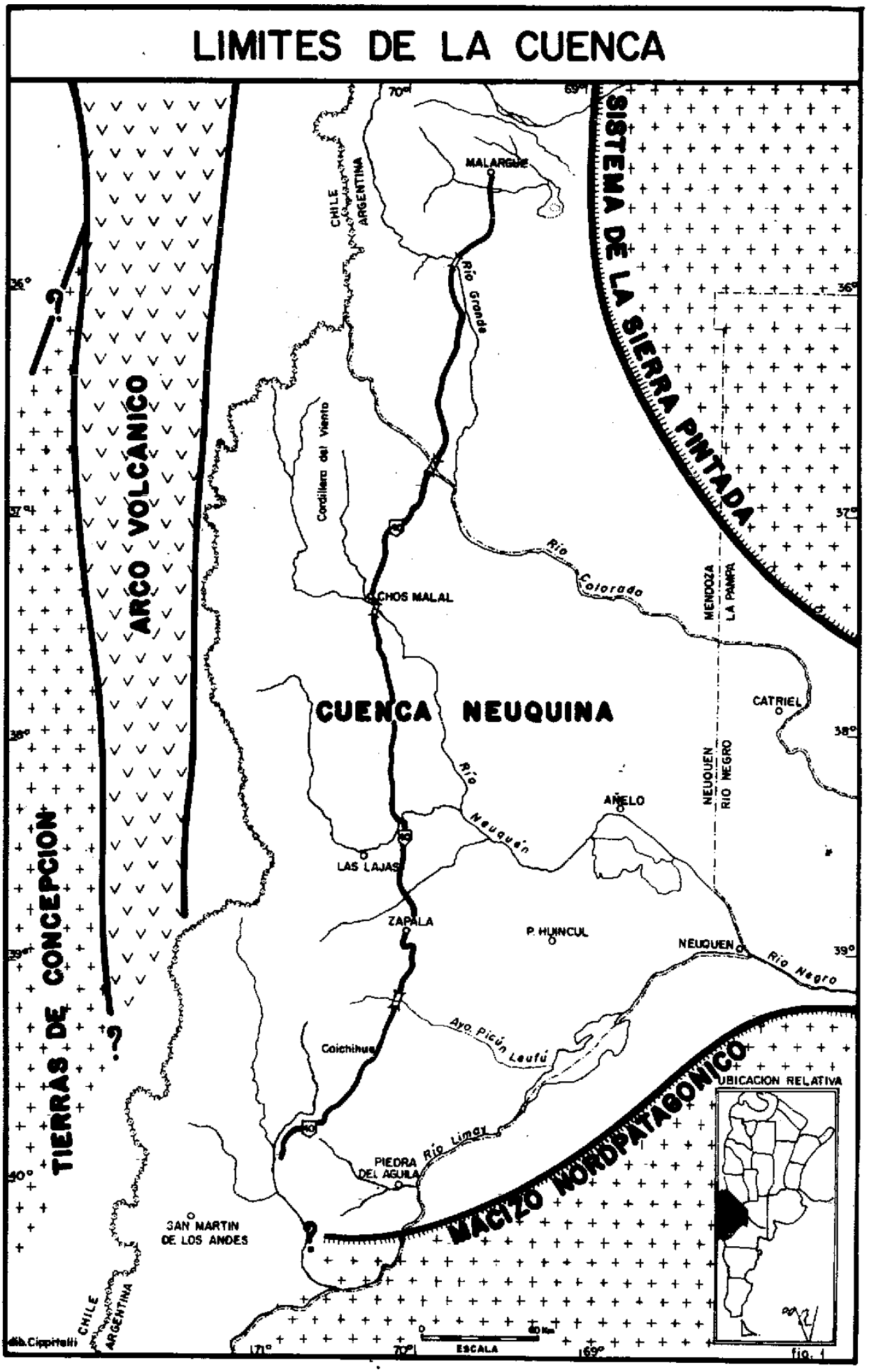



fig. 1

Finalmente, la continentalización correspondiente al Grupo Neuquén (Digregorio, 1972), señala la desvinculación definitiva de la cuenca del área pacífica.

Teniendo en cuenta los modelos de cuencas surgidos de la teoría del movimiento lateral de placas litosféricas, Digregorio y Uliana (1980) interpretan a la cuenca en su porción andina como una cubeta de retroarco ("retroarc Basin", Dickinson, 1974), mientras que el área de "engolfamiento" es considerada como un aulacógeno en el sentido de Hoffman et al. (1974).

## LOS LIMITES DE LA CUENCA (fig. 1)

La cuenca Neuquina está limitada al noreste y al sureste por el sistema de la Sierra Pintada y el macizo Nordpatagónico respectivamente, ambos de naturaleza cratónica.

Al oeste en cambio, el límite lo conforma una estructura volcánica de orientación NNO-SSE que, aproximadamente al N de la localidad chilena de Curepto, separa nuestra cuenca del denominado "surco de Curepto" (Davidson y Vicente, 1973), área receptora de sedimentos jurásicos.

Al sur de Curepto dicha estructura volcánica se recostaría sobre una dorsal emergida durante todo el Jurásico y Neocomiano (Tierras de Concepción, Cecioni, 1970; Dorsal de Chubut, Aubouin et al., 1973; Chotin, 1977)

## EL RELLENO DE LA CUENCA (fig. 2)

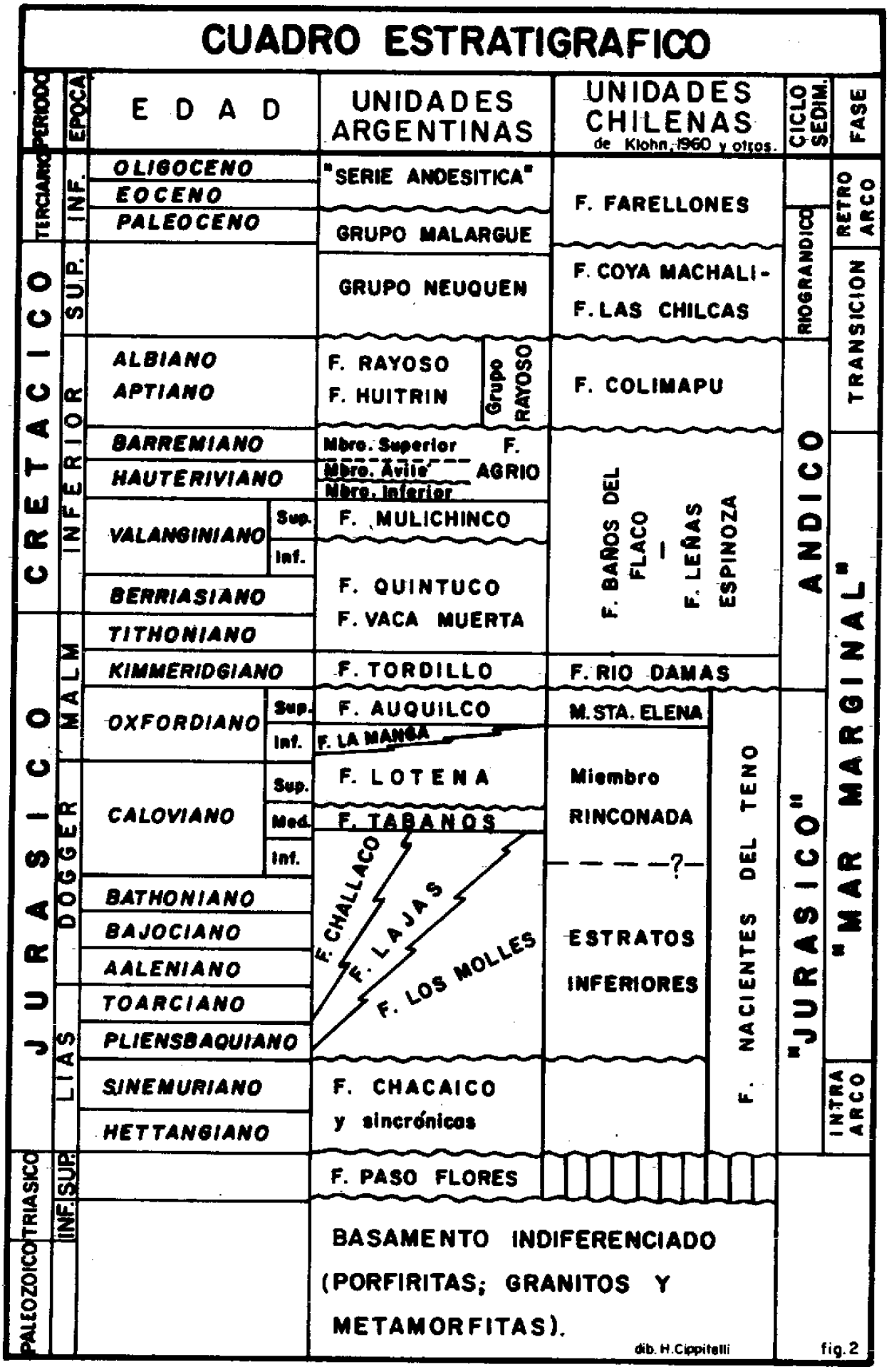
A continuación se resumen las características más notables de la columna. Para mayor información sobre aspectos litológicos y litoestratigráficos, remitimos a los lectores a los trabajos de Groeber, (1929 y 1946), Stipanicic y Rodrigo (1970a y b) y Digregorio (1972).

La individualización de la cuenca resultó del fallamiento, acompañado por vulcanismo y alzamiento diferencial, de un sustrato de naturaleza eminentemente ácido-mesosilícica, conformándose una topografía de "horst" y "grabens". Este paisaje fue testigo de una fase primigenia de sedimentación acaecida en el más bajo Jurásico (Hettangiano-Sinemuriano?).

Es en esta etapa de depositación que tiene lugar la acumulación de las Formaciones Chacaico, (Parker, 1965), Sañicó (Gallí, 1953), Piedra del Aguila (Ferello, 1947) y sincrónicas. Todas estas unidades tienen una característica común: importante participación de vulcanitas y piroclastitas en su composición. Se trata en general de rocas de origen fluvial, asociadas a depósitos de abanicos aluviales y lacustres ("playa lacustre"). La distribución de dichos sedimentos es saltuaria como consecuencia del carácter tafrogenético de los depocentros.

El relleno subsiguiente, dominantemente marino, tiene lugar en períodos perfectamente separables dado que sus límites están señalados por eventos de continentalización.

# CUADRO ESTRATIGRAFICO




dib. H. Cippitelli

fig. 2

El primero de estos eventos está representado por los depósitos continentales del Pliensbaquiano inferior, de la base de la Formación Los Molles (Weaver, 1931). El ciclo de sedimentación cuyo límite inferior está dado por tales sedimentitas, se produce en una serie de secuencias deposicionales en el sentido de Mitchum et al. (1977). Las evaporitas de la Formación Tábanos (Stipanicic, 1965) del Caloviano medio (Dellapé et al., 1979), coronan esta primer etapa de relleno.

El ciclo siguiente se inicia en el Caloviano superior y, al igual que el anterior, con una serie conglomerádica continental correspondiente a la base de la Formación Lotena (Weaver, 1931). La transgresión marina que sigue tiene lugar en dos secuencias deposicionales que incluyen a lo que resta de la Formación Lotena y la Formación La Manga (Stipanicic, 1965), culminando el ciclo con las evaporitas de la Formación Auquilco (Weaver, 1931), es decir, de la misma forma que la primer etapa de relleno.

Con las sedimentitas fluviales kimmeridgianas de la Formación Tordillo (Stipanicic, 1965) comienza un nuevo período de acumulación. El relleno marino siguiente, que también se produce en una serie de secuencias deposicionales, está representado por las Formaciones Vaca Muerta y Quintuco (Weaver, 1931).

El ciclo sedimentario anterior es interrumpido bruscamente en el Valanginiano superior por los clásticos continentales de la Formación Mulichinco (Weaver, 1931) que afloran en las inmediaciones del cerro homónimo, en el centro-oeste de la provincia del Neuquén. Con ellos se inicia otra etapa de sedimentación cuyos términos marinos los constituyen la parte superior de la Formación Mulichinco y la sección inferior de la Formación Agrio (Weaver, 1931) hasta la base del Miembro Avilé (Weaver, 1931).

Esta última unidad, de origen continental (Legarreta, com.verb.) señala el inicio de otro ciclo de sedimentación que incluye a las sedimentitas marinas de la sección superior de la Formación Agrio, de edad barremiana. La finalización de este ciclo sedimentario está indicada por un intervalo de restricción (Huitriniano-Rayociano, Groeber, 1946), dentro del que se reconocen una serie de secuencias deposicionales analizadas en detalle por Legarreta y Boll (1982)

Por último, los movimientos intersenonianos desvinculan en forma definitiva a la cuenca del área pacífica, teniendo lugar posteriormente la acumulación de las capas rojas del Grupo Neuquén y los depósitos marinos del Grupo Malargue.

Del análisis de la historia de relleno de la cuenca se desprende que en ella participan tres tipos de discordancias que, de acuerdo a sus efectos, denominaremos de primer, segundo y tercer orden.

Las de primer orden que limitan los ciclos sedimentarios antes descriptos, provocan drásticas modificaciones en la paleogeografía de la cubeta.

Las de segundo orden (base de las Formaciones Tábanos, Auquilco y Huitrin) señalan el advenimiento de un período de restricción con modificaciones algo menores en la paleogeografía.

Por último, las de tercer orden, (límites entre secuencias deposicionales), solamente detectables por el contraste en la sucesión vertical de facies, muestran efectos modificantes de poca importancia en la paleogeografía.

# UBICACION APROXIMADA DEL MARGEN DE PLATAFORMA

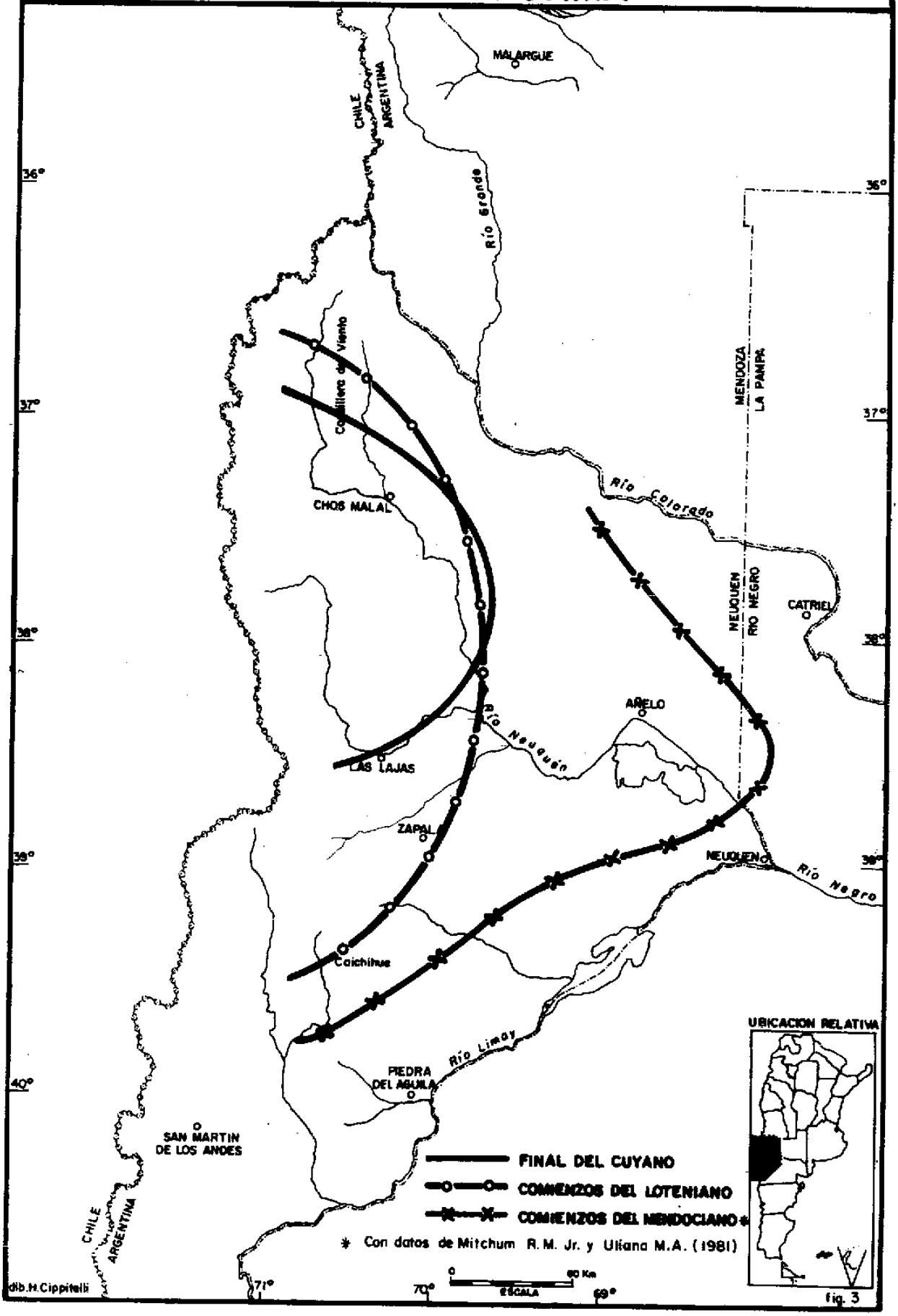



fig. 3

La columna sedimentaria así sintetizada presenta matices particulares según donde se la analice.

En el sector sur de la cuenca, influenciada por el macizo Nordpatagónico, las secuencias deposicionales son de carácter progradante. Es así que se reconoce el desarrollo de grandes cuerpos deltaicos, generalmente dominados por mareas, que avanzan hacia el norte (ej. Formación Lajas).

En zonas próximas al borde noreste en cambio, el suministro de clásticos desde el área cratónica es marcadamente menor de modo tal que el registro sedimentario de cada secuencia deposicional es transgresivo, o con un remate progradante de muy poca significación.

La influencia que ejerciera el borde occidental se ve reflejada en las rocas que afloran principalmente en territorio chileno y en algunos afloramientos de la vertiente oriental de los Andes.

Al norte de Curepto el Jurásico está representado por las Formaciones Nacientes del Teno y Río Damas (Klohn, 1960). La primera unidad consta de los siguientes Miembros:

| | | |
|---|---|---|
| F. Nacientes del Teno | Miembro Santa Elena | |
| | Miembro Rinconada | |
| | Estratos Inferiores | Estratos Valle Villagra |
| | | Estratos Qda. de la Zorra |

Los denominados "Estratos inferiores", considerando su contenido amonitífero, se correlacionan con las sedimentitas correspondientes al Lias-Dogger de la República Argentina. Son de naturaleza eminentemente conglomerádica y muestran la participación de niveles con evidencia de exposición subaérea en los términos basales (Davidson y Vicente, 1973).

Aunque, con los datos disponibles no es factible caracterizar ambientalmente a estas rocas, es posible inferir el carácter proximal de las mismas y, además, la aparente participación de facies continentales a partir de la presencia de capas rojas con grietas de desecación. De aquí surge un marcado contraste con las rocas coetáneas que afloran en territorio argentino. En la zona de Santa Elena, por ejemplo, el Aaleniano está representado por una serie turbidítica cuyo yacente no está expuesto.

El Miembro Rinconada, cuyos límites y relaciones con la unidad anterior no son lo suficientemente claros, puede considerarse equivalente a la parte superior del Dogger y a las Formaciones Lotena y La Manga, incluyendo la sección calcárea basal de la Formación Auquilco. Del análisis de la composición litológica de esta unidad es importante resaltar el alto contenido de piroclastitas en relación a sus equivalentes en la República Argentina.

La Formación Tordillo tiene su equivalente en la Formación Río Damas de más de 5000 metros de espesor. Con mayor claridad se verifica en el Kimmeridgiano un incremento hacia el oeste en el material volcánico a la vez que se reconoce un gradiente granulométrico decreciente hacia el este. En efecto, en las inmediaciones de su localidad tipo, la Formación Tordillo está integrada principalmente por fangolitas rojas y areniscas de origen fluviolacustre.

El último ciclo marino reconocido en esta región y que abarca del Tithoniano al Barremiano está integrado por facies clásticas y calcáreas con escasa participación de rocas efusivas, en general propias de un ambiente de plataforma (Davidson y Vicente, op.cit.). Para estos tiempos el vulcanismo del borde occidental está localizado inmediatamente al oeste de la Cordillera de la Costa. La finalización del ciclo queda señalada por las facies continentales regresivas hauteriviano-barremianas equivalentes a la Formación Agrio (Davidson y Vicente op.cit.).

El resto de la columna mesozoica es de origen continental y naturaleza volcaniclástica. Se verifica en este período una continua migración del borde volcánico occidental hacia el este, ubicándose en el Senoniano sobre el meridiano de la vertiente occidental de la Cordillera Principal.

Al sur de la latitud de Curepto el Jurásico chileno está presente en las inmediaciones de Lonquimay, es decir, en el paralelo correspondiente a la localidad neuquina de Las Lajas.

La parte inferior de la sección aflorada está constituida por arcilitas esquistosas con finas intercalaciones de areniscas con gradación normal; conglomerados; brechas y tobas (Chotin, 1969). Toda la sección presenta frecuentes intercalaciones de vulcanitas. El conjunto reune características que permiten considerarlos como sedimentos de interior de cuenca y turbidíticos. Su contenido fosilífero indica una edad bajociana hasta caloviana.

El Oxfordiano está representado por calizas y areniscas calcáreas con Cidaris, con la participación subordinada de calizas conglomerádicas y brechas en los términos basales (Chotin, op.cit.). Esta sección calcárea, que sería equivalente a la Formación La Manga, representa el último episodio marino de la cuenca, ya que subyace, discordancia de por medio, a una serie volcánica de varias centenas de metros de espesor que correspondería al resto del Jurásico y Neocomiano.

Nuevamente se verifica la participación de rocas volcánicas en la columna chilena, ausentes en la República Argentina en esta latitud.

Al oeste de Lonquimay, sobre el Valle Longitudinal de Chile, los sedimentos correspondientes a los ciclos "Jurásico" y "Andico" están ausentes (Chotin, 1977), manifestando este hecho la posible existencia de las denominadas "Tierras de Concepción" (Cecioni, 1970).

## CARACTERIZACION Y EVOLUCION PALEOGEOGRAFICA DE LA CUENCA (fig. 4).

La presencia de un arco volcánico por el oeste nos permite inferir la convergencia activa entre las placas de Nazca y Sudamericana durante la historia geológica de la cuenca. Sin embargo, un régimen tectónico en distensión domina la evolución de la misma. Esta situación es comparable a la de los mares marginales de Karig (1971), con la salvedad de que el sustrato es de naturaleza siálica, como antes fuera señalado. De cualquier manera, consideramos esta caracterización mas ajustada que la de cuenca de retroarco en el sentido de Dickinson por las siguientes razones:

1°- Inexistencia de una faja plegada para el momento de depositación de las sedimentitas mesozoicas, cuya carga en tal tipo de cuencas de retroarco genera la subsidencia y, por lo tanto, son la causa de su origen.

2°- Ausencia de evidencias regionales de tectónica compresiva durante el relleno mesozoico.

3°- El profuso desarrollo de facies sedimentarias marinas profundas (por ejemplo, los abanicos submarinos detectados en las Formaciones Los Molles, Lotena y Vaca Muerta), tan poco frecuentes en tal tipo de cuencas (*Dickinson y Yarborough*, 1976).

La historia geológica de este "mar marginal" entonces comienza con una etapa previa de individualización consistente en el desarrollo de cuencas tafricas intermontanas receptoras de sedimentos continentales con la intervención de un activo vulcanismo ácido-mesosilícico. Esta fase primigenia de sedimentación la denominamos "*fase de intraarco*", siguiendo la nomenclatura de Dickinson y Yarborough (op.cit.).

La discordancia de primer orden ubicada en la base de la Formación Los Molles (Pliensbaquiano inferior) señala el inicio de una nueva fase de relleno en la cual la cuenca comienza a esbozar su fisonomía característica, con una faja volcánica que empieza a restringir su área de influencia hacia el sector occidental de la cubeta quedando configurado ya el "mar marginal".

Los términos más bajos depositados en esta etapa, sin embargo, preservan ciertas características relícticas, comunes en los sedimentos de la fase de intraarco, expresados en el alto contenido de material piroclástico presente en el tramo inferior de la sección cuyana y en la distribución irregular de los depósitos, aspecto ya reconocido por Gerth (1925). En la Cordillera del Viento, por ejemplo, es posible verificar en un corte norte-sur, el acuñamiento de los términos pliensbaquianos hacia el norte, hasta desaparecer en las inmediaciones del cerro Domuyo.

En este período, la paleogeografía de la cuenca está definida por:

1°- Una plataforma que orla los bordes cratónicos del sureste y noreste de la cubeta.

2°- Una plataforma adosada al borde este de la estructura volcánica.

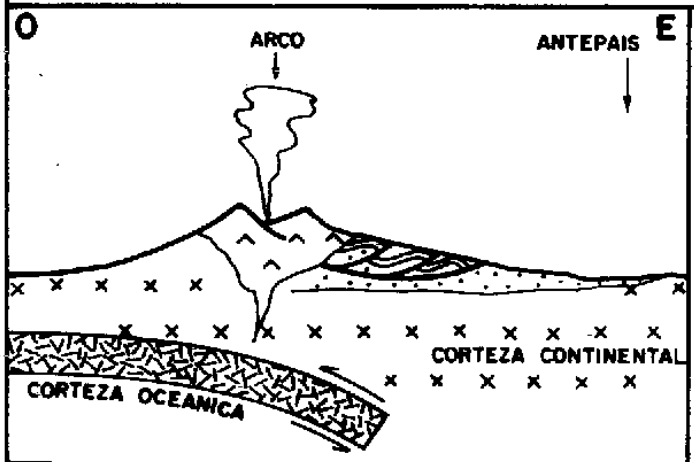
3°- Un área profunda, elongada y de orientación NNO-SSE, receptora de sedimentos turbidíticos reconocidos desde la sierra de Chacaico, hasta el sur de la provincia de Mendoza.

Como se indicara anteriormente, el relleno en esta etapa tuvo lugar a través de una serie de secuencias deposicionales, netamente progradantes en el sector sur de la cuenca. La zona de talud en este período no ocupó una posición estable sino que sufrió un continuo desplazamiento hacia el interior de la cuenca como consecuencia del apilamiento de los sucesivos "sigmoides" correspondientes a cada una de tales secuencias. Este hecho constituye la única alteración del marco paleogeográfico.

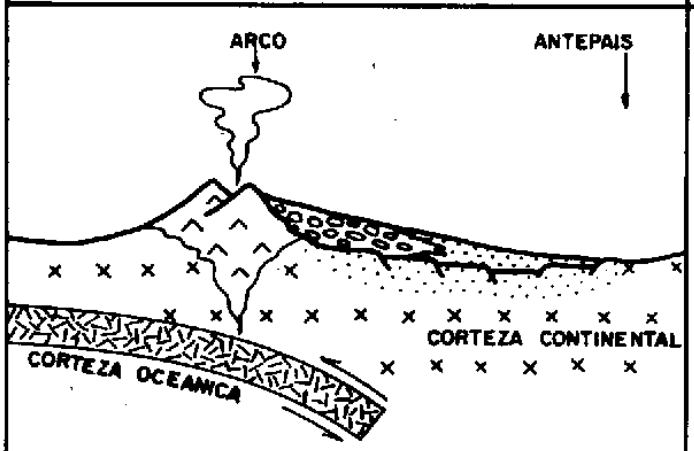
Esta evolución armónica se ve interrumpida en el Caloviano medio aproximadamente con la depositación de las evaporitas de la Formación Tábanos. Se inicia entonces un período de restricción que preanuncia los movimientos responsables de la discordancia de primer orden de la base de la Formación Lotena, los que tuvieron lugar en el límite Caloviano medio-superior aproximadamente. Tales movimientos desvinculan momentáneamente la cuenca del área pacífica.

# ESQUEMA DE EVOLUCION GEODINAMICA

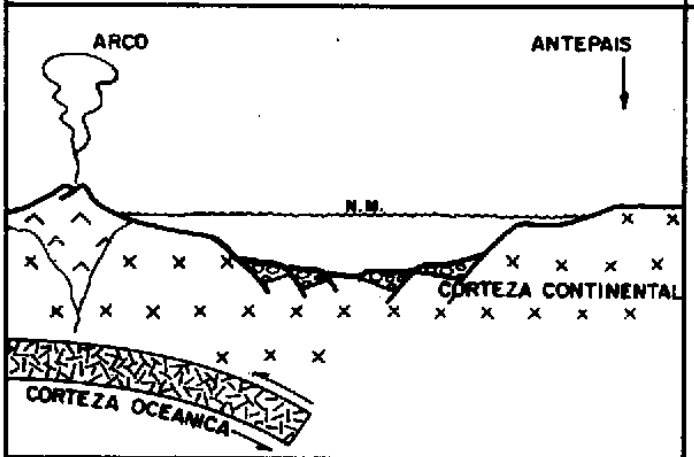
## SIN ESCALAS



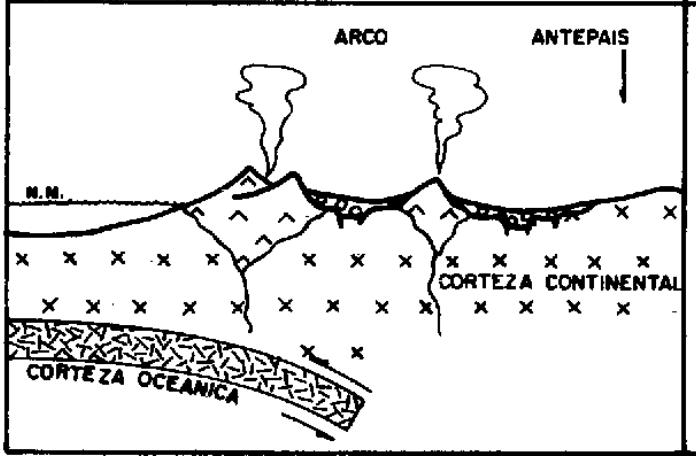

**FASE DE RETROARCO:** *Cenozoico.* Período de orogénesis dominantemente compresiva. Plegamiento continuo del Dominio Andino que aporta el material que constituirá el relleno cenozoico. Importante actividad volcánica.




**FASE DE TRANSICION:** *Aptiano - Senoniano.* Etapa de restricción con sedimentación eminentemente calcáreo - evaporítica marina restringida en su iniciación y definidamente continental en la culminación de la misma. Migración del arco volcánico hacia el E. Inversión de la pendiente regional de la cuenca con los movimientos intersenonianos.




**FASE DE "MAR MARGINAL":** *Pliensboquiano inferior - Barremiano.* Cuenca en continua expansión. Actividad volcánica concentrada en el sector occidental y desplazándose hacia el O. Configuración de plataforma, talud y zona de interior de cuenca. Progresiva pérdida de definición del quiebre de plataforma.




**FASE DE INTRAARCO:** *Hettangiano - Sinemuriano. ?* Cuencas intermontanas tafrogénicas. Depocentros discontinuos. Sedimentación volcaniclástica continental.

dib. H. Cippitelli fig. 4

Las rocas lotenianas expresan la magnitud de las modificaciones paleogeográficas provocadas por estos movimientos. En la Sierra de la Vaca Muerta, por ejemplo, mientras las sedimentitas de la Formación Lajas (Bathoniano-Caloviano inferior) se presentan en facies de plataforma, las sedimentitas lotenianas muestran gruesos paquetes turbidíticos, indicando la retracción del talud hacia posiciones mas periféricas (fig.3) y, consecuentemente, la expansión de la cuenca. Interpretamos este evento como el resultado del alzamiento y desplazamiento de la estructura de arco occidental.

Dentro de este nuevo marco paleogeográfico tiene lugar la acumulación de las Formaciones Lotena y La Manga en una serie de secuencias deposicionales, reconociéndose nuevamente, en el sur de la cuenca, la migración del foco deposicional hacia posiciones más internas, es decir, el avance de la zona de talud.

El período de restricción indicado por las evaporitas de la Formación Auquilco preludia los Movimientos Intermálmicos del Kimmeridgiano, responsables de la discordancia de primer orden que limita por el techo a la sección jurásica. Un nuevo alzamiento y desplazamiento de la estructura volcánica, de las mismas características pero más intenso que el registrado en el Caloviano medio-superior desconecta nuevamente la cuenca del mar.

Las modificaciones paleogeográficas provocadas por estos movimientos están claramente indicadas por la distribución de facies de las Formaciones Vaca Muerta y Quintuco. Se verifica un marcado desplazamiento del área de talud a posiciones marginales denotado por la presencia de turbiditas tithonianas en la zona del puente de la ruta nacional N°40 sobre el Arroyo Picún Leufú y en el paraje cercano de Caichihue (fig. 3).

La misma tendencia a la expansión se reconoce en el borde occidental donde se observa el desplazamiento del arco hacia el poniente hasta alcanzar el meridiano inmediatamente al oeste de la Cordillera de la Costa (Davidson y Vicente, op.cit.).

Como característica notable, la cuenca en este período muestra un talud muy poco pronunciado. Las facies turbidíticas de potencia resaltable están restringidas a los términos mas bajos de la columna sedimentaria de modo que el quiebre de plataforma parece suavizarse con el sucesivo apilamiento de las secuencias deposicionales. La distribución de facies de las mismas indican entonces una cuenca más expandida y con un fondo de suave declive.

Los movimientos de primer orden del Valanginiano superior que desconectan momentáneamente la cuenca del mar, nuevamente modifican el marco paleogeográfico.

Al igual que en la etapa anterior, se verifica una notable expansión del área de sedimentación con respecto al subyacente, expresada en la gran distribución areal de la Formación Agrio.

La continuidad de la sedimentación marina de esta última unidad se ve interrumpida con los depósitos continentales del Miembro Avilé. Aunque las facies marinas de Agrio que suprayacen a dicho Miembro no evidencian ninguna modificación paleogeográfica con respecto al Agrio inferior, la brusca irrupción de facies continentales que se interponen entre sedimentos de costa afuera conduce a suponer que una discordancia de primer orden, posiblemente asociada a un alzamiento importante de la es -

tructura volcánica, limita por la base el Miembro Avilé.

Un nuevo período de restricción marcada, representado por la sección principalmente evaporítica del intervalo Huitriniano-Rayociano, culmina con la historia de apertura de la cuenca. En efecto, como se indicara anteriormente, se reconoce un desplazamiento del arco volcánico hacia el este, invirtiéndose la tendencia evolutiva de la cuenca. Tal situación se acentúa con los Movimientos Intersenonianos que provocan un nuevo desplazamiento del arco hasta el flanco occidental de la Cordillera Principal (Davidson y Vicente, op.cit.).

Este intervalo, por tener lugar entre una etapa netamente distensiva ("fases de intraarco y mar marginal") y otra que le sigue, con una tectónica compresiva dominante, la denominamos "fase de transición".

Con el advenimiento de la etapa compresiva a que se aludiera anteriormente, en la que participan los Movimientos Andinos del Cenozoico, la cuenca Neuquina pierde identidad como tal. Comienzan a aparecer los elementos típicos de una cuenca de retroarco (en el sentido de Dickinson y Yarborough, op.cit.) con un "dominio andino" en continuo plegamiento que aporta el material que, junto con el vulcanismo asociado, constituirá el relleno cenozoico.

## CONCLUSIONES

En base a su emplazamiento, el carácter de los elementos geotectónicos que la limitan y el régimen tectónico en distensión que domina durante la evolución de la cubeta, se considera a la cuenca Neuquina como un "mar marginal" (Karig, 1971), pero sin desarrollo de corteza oceánica.

Durante la individualización de la misma (Hettangiano-Sinemuriano?) presenta las características de una cuenca de intraarco en el sentido de Dickinson y Yarborough (op.cit.).

La evolución de la cuenca, una vez configurado el "mar marginal", estuvo caracterizada por una continua expansión, acompañada del desplazamiento de la estructura de arco que la limita por el oeste, en distintos pulsos, marcados por la continentalización de la cuenca y limitando períodos de sedimentación con características paleogeográficas propias.

A su vez, en cada uno de estos períodos se reconoce que el relleno tuvo lugar en una serie de secuencias deposicionales limitadas por discordancias menores que indican cambios eustáticos del nivel del mar, tal vez resultantes de pulsos de apertura de menor significación.

Cada borde de cuenca imprime características particulares a los depósitos por ellos influenciados. En el sector sur de la cubeta las secuencias deposicionales son de neto carácter progradante, manifestando la gran capacidad de aporte del macizo Nordpatagónico. Las secuencias deposicionales afectadas por el sistema de la Sierra Pintada muestran una sucesión principalmente transgresiva o con remates regresivos de muy poco desarrollo, excepto las progradaciones carbonáticas presentes en el registro sedimentario de esta zona.

Las sedimentitas acumuladas en áreas cercanas al arco volcánico occidental, principalmente aflorantes en territorio chileno, muestran en su composición una importante participación de elementos volcánicos y piroclásticos.

A este período de continua expansión le sigue una etapa en que la estructura volcánica comienza a migrar hacia el antepaís. Esta "fase de transición" que se continúa hasta la depositación de las capas rojas senonianas, es sucedida por un estadío compresivo en el que la cuenca Neuquina pierde definición y comienza a configurarse una cuenca de retroarco en el sentido de Dickinson y Yarborough (op.cit.), receptora de las sedimentitas y vulcanitas cenozoicas.

## AGRADECIMIENTOS

Los autores del presente trabajo desean agradecer a las autoridades de la Gerencia de Exploración de Yacimientos Petrolíferos Fiscales por haber permitido su publicación.

Del mismo modo, expresamos nuestro reconocimiento al Dr. Víctor Ramos, del Servicio Geológico Nacional, quien amablemente clarificara a los autores diversos aspectos de la evolución geológica de los Andes argentino-chilenos.

Finalmente, se agradece al Dr. Leonardo Legarretta, de Yacimientos Petrolíferos Fiscales, por la lectura crítica de este informe.

## LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

AUBOUIN, J. y A.V. BORRELLO, 1966. Cadenas andinas y cadenas alpinas: observaciones sobre la geología de la Cordillera de los Andes en el paralelo de la Argentina central. Com.Inv.Client., 7: 9-36, Buenos Aires.

AUBOUIN, J., A.V. BORRELLO, G. CECIONI, R. CHARRIER, P. CHOTIN, J. FRUTOS, R. THIELE y J.C. VICENTE, 1973. Equisse paléogéographique et structurale des Andes méridionales. Rev.Géogr.phys.Géol.dynam., XV (2) (fasc.1 y 2): 11-72, París.

BORRELLO, A.V., 1969. Geosinclinales de la Argentina. An.Dir.Nac.Geol.,Min., XIV, Buenos Aires.

CECIONI, G., 1970. Esquema de paleogeografía chilena. Ed.Universitaria: 1-144, Santiago.

CHOTIN, P., 1969. Le Jurassique du Lonquimay (Chili). Ses relations avec le Jurassique du Neuquén (Argentine). Bull.Soc.Géol. de France, XI (7):710-716, París.

CHOTIN, P., 1977. Les Andes méridionales a la latitude de Concepción (Chili, 38°S): Portion intracratonique d'une chaine développée en bordure de la marge active est - pacifique. Rev.Géogr.phys.Géol.dynam., XIX (2) (fasc.4): 353-376, París.

DAVIDSON, J. y J.C. VICENTE, 1973. Características estratigráficas y estructurales del área fronteriza de las nacientes del Teno (Chile) y Santa elena (Argentina), Cordillera Principal, 35° a 35°15' de latitud sur. V Congr.Geol.Arg., Actas V: 11-55, Buenos Aires.

DELLAPE, D.A., C. MOMBRU, G.A. PANDO, A.C. RICCARDI, M.A. ULIANA y G.E. WESTERMANN, 1979. Edad y correlación de la Formación Tábanos en Chacay Melehue y otras localidades de Neuquén y Mendoza. Con consideraciones sobre la distribución y significado de las sedimentitas del Loteniano. Obra Cent.Museo La Plata, V: 81-105, La Plata.

DICKINSON, W.R., 1974. Plate tectonics and sedimentation. Soc.Econ.Paleont. Min.Spec. Publ., 22: 1-27, Tulsa.

DICKINSON, W.R. and H. YARBOROUGH, 1976. Plate tectonics and hydrocarbon accumulation. Amer.Assoc. of Petrol.Geol.Cont.Educ. Course note, 1: 1-62, Tulsa.

DIGREGORIO, J.H., 1972. Neuquén. En A.F. Leanza (Dir. y Ed.) Geol.Reg.Arg. Acad.Nac. Ciencias: 439-505, Córdoba.

DIGREGORIO, J.H. y M.A. ULIANA; 1980. Cuenca Neuquina. En Seg.Simp.Geol.Reg.Arg.Acad. Nac.Ciencias: 985-1032, Córdoba

FERELLO, R. 1947. Los depósitos plantíferos de Piedra del Aguila (Neuquén) y sus relaciones. Bol.Inf.Petrol., 278: 248-261, Buenos Aires.

GALLI, C.A., 1953. Acerca de una nueva interpretación de las formaciones rético-liásicas de la Patagonia septentrional. Rev.Asoc.Geol.Arg., VIII (4): 220-235, Buenos Aires.

GERTH, H., 1925. Estratigrafía y distribución de los sedimentos Mesozoicos en los Andes argentinos. Actas Acad.Nac.Ciencias, 9 (1° parte): 11-55, Córdoba.

GROEBER, P., 1929. Líneas fundamentales de la Geología del Neuquén, sur de Mendoza y regiones adyacentes. Dir.Minas, Geol. e Hidrol., 58, Buenos Aires.

GROEBER, P., 1946. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70. I. Hoja Chos Malal. Rev.Soc.Geol.Arg., I (2): 177-208, Buenos Aires.

GULISANO, C.A., A.R. GUTIERREZ PLEIMLING Y R.E. DIGREGORIO, 1984a. Esquema estratigráfico de la secuencia jurásica del oeste de la provincia del Neuquén. Argentina. IX Congr.Geol.Arg., Actas, en prensa.

GULISANO, C.A., A.R. GUTIERREZ PLEIMLING y R.E. DIGREGORIO, 1984b. Análisis estratigráfico del intervalo Tithoniano-Valanginiano (Formaciones Vaca Muerta, Quintuco y Mulichinco) en el suroeste de la provincia del Neuquén, Argentina. IX Congr.Geol. Arg., Actas, en prensa.

HERRERO DOUCLOUX, A., 1946. Contribución al conocimiento geológico del Neuquén extraandino. Bol.Inf.Petrol., 266: 245-281, Buenos Aires.

HOFFMAN, P., J.F. DEWEY and K. BURKE, 1974. Aulacogens and their relations to geosynclines, with a Proterozoic example from Great Slave Lake, Canadá. In: R.H.Shaver (Ed.) Modern and Ancient Geosynclinal sedimentation. Soc.Econ.Paleont.Min.Spec.Public. 19: 38-55, Tulsa.

KARIG, D.E., 1971. Origin and development of marginal basins in the western Pacific. J.Geophys.Res., 76: 2542-2561.

KLOHN, C., 1960. Geología de la Cordillera de los Andes de Chile Central. Provincias de Santiago, O'Higgins, Colchagua y Curicó. Inst.Inv.Geol., Bol.8, Santiago.

LEGARRETTA, L. y A. BOLL, 1982. Formación Huitrín, análisis estratigráfico y esquema prospectivo-Prov. de Mendoza. Yac.Petrol.Fisc. Informe Inédito.

MITCHUM, R.M., P.R. VAIL and S.P.THOMPSON, 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part II: The depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis. In Seismic Stratigraphy-Applications to Hydrocarbon Exploration, A A.P.G. Memmoir 26: 53-62, Tulsa.

PARKER, G., 1965. Relevamiento geológico en escala 1:25.000 entre el Arroyo Picún Leufú y Catán Lil, a ambos lados de la ruta nacional N°40. Yac.Petrol.Fisc. Informe Inédito.

STIPANICIC, P.N., 1965. El Jurásico en Vega de la Veranada, Neuquén, el Oxfordense y el diastrofismo divesiano(Ágassiz-Yaila), en Argentina. Rev.Asoc.Geol.Arg., XX(4) 403-475, Buenos Aires.

STIPANICIC, P.N. y F. RODRIGO, 1970a. El diastrofismo jurásico en Argentina y Chile. IV Jorn.Geol.Arg., Actas II: 353-368, Buenos Aires.

STIPANICIC, P.N. y F. RODRIGO, 1970b. El diastrofismo eo y mesocretácico en Argentina y Chile, con referencia a los movimientos jurásicos de la Patagonia. IV Jorn.Geol.Arg. Actas II: 337-352, Buenos Airés.

WEAVER, CH.E., 1931. Paleontology of the Jurassic and Cretaceous of West Central Argentina. Mem.Univ.Washington, 1, Seattle.